

GEOLOGIA

Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España).

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (*) y M. PEINADO (**)

RESUMEN

La Sierra Albarrana está constituida por un conjunto de materiales, principalmente metapelíticos y metaarcóscicos, que se integran en dos unidades litoestratigráficas fundamentales: los Gneises de La Albarrana y los Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar. Ambas unidades están afectadas por un metamorfismo monocíclico y polifásico articulado en tres fases. La primera (F_1) lleva asociada un metamorfismo regional generalizado de grado medio en condiciones de andalucita-distena. La segunda (F_2), que es la fase principal, conforma la esquistosidad dominante y produce bandas de cizalla dúctil, transcurriendo en condiciones de sillimanita - granate - moscovita para evolucionar, posteriormente, en el núcleo de la Sierra, a condiciones de más alto grado con sillimanita - cordierita - feldespato potásico; ligado a esta fase se desarrollan algunas migmatizaciones que originan cuerpos pegmatíticos de naturaleza granítica. La tercera (F_3), de menor importancia, tiene un carácter retrógrado.

Se muestran y comentan los resultados analíticos de filosilicatos, feldespatos, estaurilita, cordierita, óxidos de Fe y Ti y granates; se observan en estos últimos, en algunos casos, zonados débiles.

Consideraciones topológicas y el uso de la termometría del par biotita - granate y la barometría del par granate - plagioclasa en presencia de cuarzo y silicato de aluminio, permiten estimar una trayectoria metamórfica para el núcleo de Sierra Albarrana, habiéndose determinado para el pico térmico unas condiciones de $675 \pm 25^\circ \text{C}$, a unas presiones de $4.9 \pm 0.5 \text{ Kb}$.

Palabras clave: Macizo Hespérico, Zona Ossa-Morena, Sierra Albarrana, Metamorfismo, Geoquímica mineral.

ABSTRACT

Sierra Albarrana is made up mainly with metapelitic and metaarkosic rocks that can be grouped into two main lithostratigraphic units: The Albarrana Gneisses Unit and the Albariza-Bembézar Schists and Micaschists Unit. Both units show monocyclic and poliphase deformation and metamorphism, that took place in three stages. The first one reaches the medium grade with andalusite and kyanite. The second one produced the main planar fabric besides ductile shear bands. It passes through sillimanite - garnet - muscovite conditions evolving lately into high grade, with sillimanite - cordierite - K feldspar, in the Sierra Albarrana core; local partial melting does exist too, with granitic pegmatite bodies production. The third stage is a metamorphically retrogressive.

The analitic dates of filosilicates, feldspars, staurolite, cordierite, Fe-Ti oxides and garnet are showing; sometimes the garnet is slightly zoned.

Topology considerations as well as thermobarometry using the biotite - garnet exchange and plagioclase - garnet - aluminium silicate and quartz equilibrium, leads us to estimate the metamorphic path whose thermal peak is reached at $675 \pm 25^\circ \text{C}$ and $4.9 \pm 0.5 \text{ Kb}$.

Key words: Spanish Hesperic Massif, Spanish Ossa-Morena Zone, Sierra Albarrana, Metamorphism, Mineral Geochemistry.

1. INTRODUCCION

La Sierra Albarrana constituye una pequeña ali-

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(**) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Salamanca.

neación montañosa ubicada en la cuenca alta del río Bembézar, Córdoba, en los límites de esta provincia con los de Sevilla y Badajoz. Desde un punto de vista geológico está situada en lo que se ha denominado Banda o Cinturón de Elvas-Badajoz-Córdoba (BARD, 1971), en la Zona de Ossa-Morena (JULIVERT et al., 1972). Dentro de

dicha Zona, los materiales del presente estudio han sido incluidos en el «Dominio de Sierra Albarrana» por CHACON et al. (1974) y DELGADO QUESADA et al. (1977), y en el «Grupo de materiales de Sierra Albarrana» por APALATEGUI et al. (1983). Estos últimos autores y ABALOS et al. (1989) consideran este Grupo como el autóctono relativo de los materiales del Corredor Blastomilonítico o Banda Badajoz-Córdoba.

Desde una perspectiva tectonometamórfica, la Sierra Albarrana constituye un domo térmico elongado en dirección NO-SE, en el que los materiales afectados por un mayor grado ocupan la zona axial de la Sierra, formando las máximas alturas topográficas de la misma.

La primera descripción sistemática de las litologías de la Sierra Albarrana y su estudio tectonometamórfico fue realizada por DELGADO QUESADA (1971) y continuada después, principalmente, por CHACON et al. (1974), GARROTE (1976), DELGADO QUESADA (1977), GARROTE et al. (1980), CHACON (1983) y ENRESA (1986). Según estos autores, los materiales de Sierra Albarrana constituyen un anticlinal con un núcleo fundamentalmente cuarcítico, en el que se apoya una formación de gneises sobre los que yace, a su vez, una serie de esquistos, micaesquistos y pizarras que GARROTE et al. (1980) denominaron Cuarcitas de La Albarrana, Gneises de El Cabril, Gneises de Peña Grajera, Esquistos Montesina, Esquistos del Bembézar y Formación Azuaga, respectivamente.

Todos estos autores reconocen la presencia de un metamorfismo polifásico de baja presión, aunque el número de fases e incluso la posible existencia de más de un ciclo orogénico ha sido tema de controversia.

La edad de las litologías aflorantes en la Sierra Albarrana no es bien conocida, y aunque tradicionalmente ha sido aceptada como precámbrica (DELGADO QUESADA, 1971; CHACON et al., 1984), no se han encontrado hasta la fecha registros paleontológicos ni existen dataciones absolutas que permitan confirmar esta edad.

2. LITOESTRATIGRAFIA

La Sierra Albarrana está constituida por dos unidades litológicas, netamente diferenciadas entre sí, que de muro a techo, considerando una

estructura anticlinal, son: la unidad de los Gneises de La Albarrana y la unidad de los Esquistos, Micaesquistos y Pizarras de La Albariza-Bembézar.

— Los Gneises de La Albarrana conforman el núcleo de la estructura de Sierra Albarrana y están constituidos por un conjunto de paragneisis samíticos, semipelíticos y localmente pelíticos, en donde se intercalan algunos cuerpos pegmatíticos, así como esporádicos paquetes métricos de ortoanfibolitas. Dentro de esta unidad, las facies más cuarzofeldespáticas tienen mayor desarrollo hacia las partes centrales del afloramiento (fig. 1). Esta unidad se corresponde aproximadamente con las Cuarcitas de La Albarrana y los Gneises de El Cabril y Peña Grajera de GARROTE et al. (1980).

— Los Esquistos, Micaesquistos y Pizarras de La Albariza-Bembézar contactan en ambos flancos con los Gneises de La Albarrana, que quedan situados en la parte central, extendiendo sus límites externos por el NE y SO hasta las fallas de Azuaga y Malcocinado, respectivamente, accidentes limítrofes del Dominio de Sierra Albarrana (GARROTE, 1976).

Esta unidad está constituida por una potente serie de esquistos y micaesquistos y en las partes periféricas del afloramiento por pizarras y filitas. En este conjunto se intercalan algunos niveles cuarcíticos, siempre de escasa significación, que rara vez alcanzan potencias superiores al decámetro. En los límites con los Gneises de La Albarrana, y en ambos flancos, se intercalan algunos cuerpos pegmatíticos; en el flanco SO aparecen además algunas ortoanfibolitas con granate. Por último, hay que señalar la presencia de diques de diabasas tardíos, postmetamórficos.

Esta unidad coincide con las formaciones y tramos de La Albariza (Montesina), Bembézar y Azuaga, establecidas por DELGADO QUESADA (1971) y GARROTE et al. (1980).

La subdivisión en diversas formaciones o tramos del conjunto de materiales, más o menos pelíticos, comprendidos entre el núcleo central de Sierra Albarrana y las fallas de Azuaga y Malcocinado al NE y SO, respectivamente, ha obedecido hasta la fecha a criterios mineralógicos y texturales, controlados a su vez por el grado tecto-

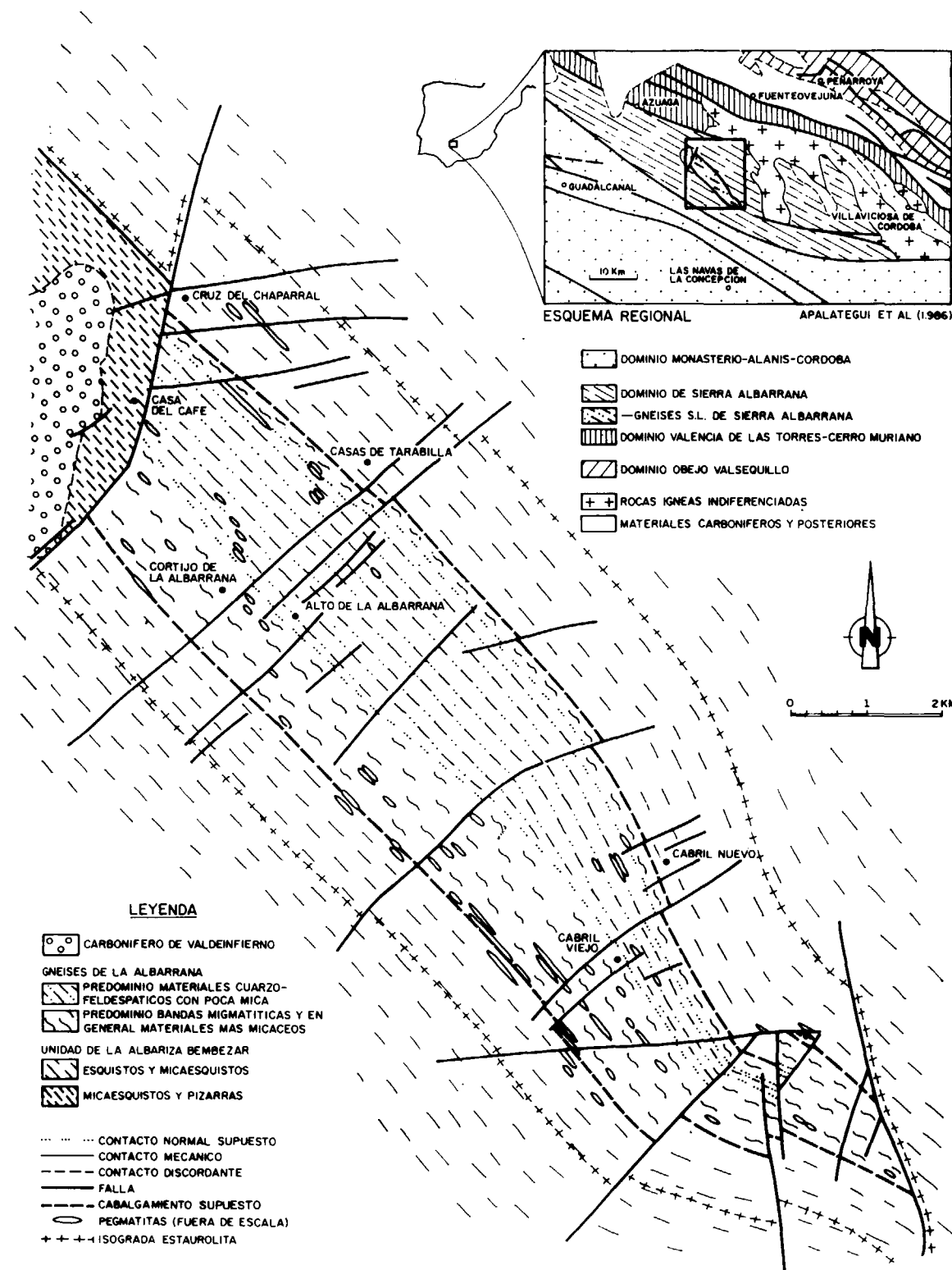


Figura 1.—Mapa geológico sintetizado de la Sierra Albarrana.

nometamórfico sufrido por estos materiales. Por esta razón, a escala regional, no parece razonable establecer en este momento diferencias, ya que en esta unidad se pasa, sin solución de continuidad, desde esquistos moscovítico-biotíticos con plagioclasa, granate y a veces silicatos de aluminio en la zona central, a una zona intermedia de micaesquistos con filosilicatos y granate y, finalmente, a pizarras y filitas en la zona periférica.

No obstante, existe una serie de sistemas de fracturas de rumbo, producidas en régimen dúctil y semidúctil, que compartimentan de algún modo esta unidad. Los dos sistemas principales transcurren, más o menos, coincidentes y subparalelos a los cursos del río Bembézar y arroyo de La Montesina. De este modo, esta unidad podría subdividirse en cada flanco en dos tramos; un tramo de esquistos situado entre este sistema de fracturas y los Gneises de La Albarrana y otro de micaesquistos, pizarras y filitas situado entre estas fracturas y las fallas de Azuaga y Malcocinado, respectivamente. Esta subdivisión vendría a coincidir, aproximadamente, con la establecida por GARROTE et al. (1980) entre las formaciones de La Albariza y Bembézar, de una parte, y la Formación de Azuaga, por otra.

Finalmente, cabe añadir, que dentro de los límites de esta unidad hacia el NO de la Sierra Albarrana, existe un pequeño afloramiento formado por conglomerados postmetamórficos que constituyen la cuenca de Valdeinfierno, tradicionalmente considerada como carbonífera, y cuya edad Tournaisiense-Viseense ha sido recientemente establecida por GABALDON et al. (1983).

En la cartografía se ha indicado la isograda de desaparición de la estaurólita, enfatizando este estudio, en general, y dentro de esta unidad, a los materiales comprendidos entre esta isograda y los Gneises de La Albarrana.

3. TECTONICA

Las características de la deformación dúctil de los materiales de Sierra Albarrana parecen sugerir un desarrollo monocíclico que puede enmarcarse en tres fases principales:

— La primera fase (F_1) produce una esquistosidad S_1 configurada por la blastesis de mine-

rales lepidoblásticos que sólo se conserva en determinados niveles estructurales y, con carácter más restringido, en microlitones, pliegues intrafoliares, charnelas de pliegues de la fase siguiente, así como en inclusiones en minerales posteriores a esta fase. En ningún caso se ha reconocido que la S_1 afectara a alguna otra fábrica anterior diferente a la sedimentaria.

— La segunda fase (F_2) conlleva una esquistosidad asociada, S_2 , que suele conformar las estructuras planares dominantes, y, en general, únicas observables en la Sierra Albarrana, borrando o transponiendo a cualquier superficie planar anterior (S_0 ó S_1).

Son características propias de esta fase el desarrollo de bandas de cizalla dúctil que concentran la deformación, llegando a aparecer niveles miloníticos en donde se alcanza una total recrystalización de la mineralogía anterior. Las estructuras que se reconocen como propias y típicas de esta fase, que no son muy abundantes, incluyen pliegues tumbados con charnelas engrosadas y flancos deprimidos o laminados, que a veces aparecen desarraigados y que sólo se observan en niveles competentes.

— La tercera fase (F_3) es responsable de la estructuración actual de Sierra Albarrana. En relación con ella se originan otras subordinadas que dan lugar a pliegues más o menos isópacos de plano axial subvertical. Se produce también, en materiales adecuados, una crenulación de las esquistosidades anteriores. A veces se llegan a originar algunas recrystalizaciones de filosilicatos que pueden dar lugar a una incipiente esquistosidad S_3 .

Durante el desarrollo de esta tercera fase se producen fracturas de rumbo que llevan asociadas cizallas en régimen dúctil y semidúctil paralelas a las estructuras. Estas fracturas, normalmente, afectan a las isogras del metamorfismo anterior a F_3 , aunque no puede descartarse que algunas de ellas jugaran ya un cierto papel desde los comienzos de F_2 .

La estructura de la Sierra Albarrana no es un tema completamente resuelto; DELGADO QUE-SADA (1971) y otros autores vieron en ella una antiforma, basándose, generalmente, en su zonación metamórfica; ENRESA (1986) aporta algu-

nas pruebas tectónicas en este sentido. Sin embargo, falta todavía por realizarse un verdadero estudio estructural de esta Sierra en el que poder fundamentar esta hipótesis desde otras perspectivas complementarias. De todos modos, la posibilidad antagónica de que la Sierra Albarrana constituya un sinclinal y no un anticlinal, no debe ser descartado a priori, tal como sugieren APALATEGUI et al. (1983). En este sentido, la disposición de los pliegues menores que se observan a ambos lados del núcleo de la Sierra, en la trinchera de la carretera de La Cardenchoa a Córdoba, parece sugerirlo; no obstante, la verticalización tan acusada de las estructuras en esta parte impide, con los datos disponibles en estos momentos, cerrar definitivamente esta cuestión.

Con F_3 termina la tectónica dúctil y semidúctil, reconociéndose posteriormente diversos episodios frágiles que incluyen una etapa de «kinkado» de micas y otras más tardías que originan familias de fracturas, entre las que quizá sean las de mayor significación las de dirección NE-SO, una de las cuales pone en contacto los materiales centrales del núcleo de la Sierra Albarrana de alto grado con los Micaesquistos de La Albariza-Bembézar de grado medio-bajo.

De todo lo anteriormente expuesto, parece desprenderse que la tectónica de Sierra Albarrana es análoga a la que se observa en otros lugares de la Cadena Hercínica. En este sentido, las dos primeras fases corresponderían a una tectónica tangencial sin, probablemente, solución de continuidad entre ambas, que comenzaría con un movimiento compresivo desarrollando pliegues con un cierto aplastamiento y una progresiva horizontalización de los mismos. Se produciría un gradual cambio en la deformación, de tal modo que se podría llegar a producir al final algún cabalgamiento. La tercera fase, última expresión del acortamiento en dirección normal a la cadena, plegaría y verticalizaría el conjunto anterior.

4. CARACTERIZACION PETROLOGICA Y ESTRUCTURAL DE LOS MATERIALES DE SIERRA ALBARRANA

4.1. Gneises de La Albarrana

Los Gneises de La Albarrana constituyen un afloramiento elongado en la dirección estructural preferente NO-SE. Están formados por un con-

junto de bandas o niveles paralelos a dicha dirección, que se diferencian entre sí por su contenido en filosilicatos y por la relación modal entre el cuarzo y la plagioclasa. Esto da lugar a que alternen niveles de gneises cuarcíticos, con otros cuarzofeldespáticos o micáceos (todo ello según la nomenclatura de WINKLER, 1978).

En este sentido, dado el porcentaje de feldespatos que siempre contienen estos gneises, se ha preferido no utilizar el término de cuarcitas, de amplia difusión en trabajos anteriores, que, si bien responde a veces al aspecto en campo tan leucocrático de alguno de los gneises, no refleja realmente la composición mineralógica de los mismos.

Espacialmente, en las partes centrales del afloramiento suelen dominar las facies más cuarzofeldespáticas, con algunas intercalaciones poco potentes de gneises micáceos. Por el contrario, en las zonas periféricas dominan los gneises s.s. y los micáceos.

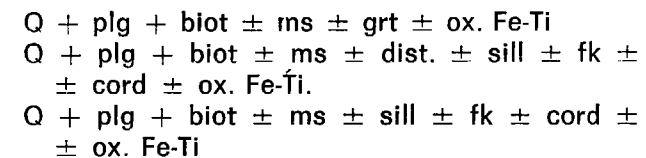
En general, la potencia de todos estos niveles o bandas siempre es muy reducida, y aunque excepcionalmente puedan alcanzar potencias decamétricas, lo corriente es que alternen niveles métricos con otros centimétricos y aun milimétricos.

La diversidad mineralógica que caracteriza a los gneises condiciona su textura, que varía desde granoblástica a granolepidoblástica, con un tamaño de grano fino y homogéneo dentro de cada nivel. En general, la heterogeneidad de estos gneises aumenta hacia las áreas periféricas del afloramiento, en el contacto con los micaesquistos, en donde los niveles más deformados, y con mayor cantidad de filosilicatos son mayoritarios.

En los gneises cuarcíticos son frecuentes las texturas poligonales, con puntos triples y moderada elongación de sus componentes. Esta fábrica presenta en general sólo una esquistosidad (S_2 ó $S_1 + S_2$), que está pobremente definida y que transpone a veces a una S_0 constituida por niveles microscópicos de opacos y accesorios. Por el contrario, los gneises s.s. y los gneises micáceos presentan una esquistosidad mejor definida, trazada por filosilicatos, en los que la esquistosidad dominante es S_2 . Ocasionalmente, se observan texturas «augen» policristalinas y en los contactos con los esquistos niveles con texturas acintadas de carácter milonítico.

Su mineralogía es monótona, estando constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita, rutilo, circón y opacos. La moscovita, el feldespato potásico y la sillimanita tienen un carácter más restringido, mientras que el granate, la cordierita y la distena son mucho más escasos.

Las asociaciones minerales de los gneises se pueden sintetizar en las siguientes:



La plagioclasa forma cristales xenomorfos y ocasionalmente automorfos, que llega a constituir, junto con el cuarzo, hasta el 95 por 100 del valor modal de algunos gneises. No se han observado zonados ópticos y, en general, presenta un moderado grado de alteración.

El feldespato potásico tiene un doble control composicional y metamórfico, estando generalmente vinculado a los procesos de migmatización y a la proximidad de cuerpos pegmatíticos.

La biotita se distribuye irregularmente, tanto debido a la composición original de estas rocas, como al control que ejercen sobre su blastesis los episodios de diferenciación metamórfica y de migmatización. En Sierra Albarrana se distinguen dos tipos de biotitas, de pleocroísmo verde y de pleocroísmo rojizo, que van asociadas respectivamente a las condiciones de menor y mayor temperatura (ENRESA, 1986), siendo la biotita de pleocroísmo rojizo la que predomina en estos gneises. El paso de uno a otro tipo debe implicar reajustes composicionales relacionados probablemente con la entrada de Ti, dada la menor frecuencia de rutilo e ilmenita que se observa en relación con el tipo rojizo. CHACON et al. (1983) describen en los materiales del grupo de Azuaga una zona de «sillimanita-biotita rojiza», vinculada a un metamorfismo desarrollado durante una etapa de cizalla dúctil; este hecho podría repetirse en la Sierra Albarrana, en donde se puede relacionar este tipo de biotita, con el metamorfismo asociado a bandas muy afectadas por este tipo de deformación y en un régimen de temperaturas relativamente altas.

La moscovita presenta, en general, un carácter tardío y su génesis viene determinada por la

existencia de sobresaturaciones locales de fluidos o corredores de paso de los mismos. Suele formar pequeños cristales xenomorfos, que mimetizan a la biotita o que crecen independientemente de manera intersticial. En las facies más próximas a las áreas de migmatización o cerca de los emplazamientos pegmatíticos, a veces se observan grandes poiquiloblastos que pueden incluir sillimanita y plagioclasa. En algunas ocasiones puede crecer simplectíticamente con cuarzo.

El granate es muy escaso, apareciendo sólo en algunos niveles de reducida potencia que corresponden a facies micáceas, que afloran en ambos flancos del núcleo de Sierra Albarrana. Algunos blastos presentan una desestabilización parcial, dando lugar a incipientes crecimientos de sillimanita y biotita a sus expensas.

Es de destacar la pobreza en granate de estos gneises, que no siempre puede explicarse por una composición química inadecuada. La frecuente presencia de hematites y rutilo, justifica una elevada fugacidad de oxígeno, que podría haber inhibido la formación del granate (HSU, 1968; MIYASHIRO, 1973).

La cordierita es escasa, apareciendo solamente en determinados niveles ricos en ferromagnesianos, donde forma blastos de contorno ovoidal que, en general, se encuentran pseudomorfizados por agregados micáceos, no habiéndose en ningún caso observado coexistencia con el granate.

La distena se ha encontrado dentro de bandas de gneises micáceos, formando blastos dispersos, a veces blindados en biotita y siempre relacionados con este mineral. La mineralogía de estas bandas con distena incluye además cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita y sillimanita prismática, aunque al menos estos tres últimos minerales tienen un carácter tardío en relación con la distena. Se trata de una superposición de dos paragénesis que no están en equilibrio entre sí y que señalan la evolución del metamorfismo hacia una etapa de mayor temperatura.

La sillimanita se presenta tanto como fibrolita como con hábito prismático, apreciándose una mayor cantidad de este mineral en las bandas de más intensa deformación. La blastesis de fibrolita tiene lugar desde los comienzos de F_2 , por lo que a veces, como consecuencia de la

evolución de esta fase, puede aparecer ligeramente plegada.

Los óxidos de Fe-Ti están constituidos por rutilo, hematites e ilmenita, siendo más frecuentes los dos primeros. El rutilo llega a ser muy característico en algunos niveles de gneises leucocráticos muy pobres en biotita en donde su abundancia llega a conferir a la roca, en muestra de mano, un matiz rosado. Su blastesis comienza en F₁, siendo durante F₂ cuando alcanza su mayor desarrollo, originando blastos subidiomorfos o idiomorfos. Posteriormente a F₂ el mineral titanado que se forma es anatasa o esfena, bien pseudomorfizando al rutilo o bien sin relación física con este mineral.

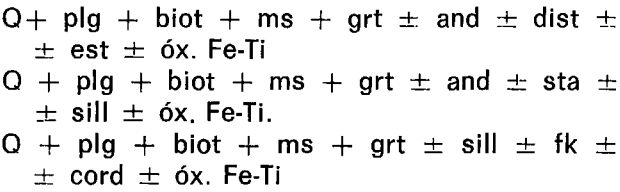
Cabe, por último, señalar que en relación con el progresivo aumento de la temperatura durante F₂ y en función de la disponibilidad local de fluidos, se producen en los gneises procesos de diferenciación metamórfica y de migmatización, que dan origen, respectivamente, a venas de segregación cuarzo-plagioclásicas y a pequeños cuerpos de composición granítica.

4.2. Esquistos y micaesquistos de La Albariza-Bembézar

Esta unidad forma una potente y continua sucesión de materiales pelíticos y semipelíticos con algunas intercalaciones esporádicas de metaarcoscos de escasa potencia. En los límites con los Gneises de La Albarrana existe una banda mineralógica y texturalmente más heterogénea en donde se localizan incipientes migmatizaciones y afloran algunos cuerpos pegmatíticos.

Desde un punto de vista textural, domina la esquistosidad S₂, quedando S₁ formada por pequeños blastos de micas dispuestos transversalmente dentro de microdominios rodeados por S₂. Los efectos de F₃ se traducen en micropliegues y crenulaciones sobre esta última esquistosidad. En ocasiones se observan microfracturas tardías, a favor de las cuales se producen crecimientos de minerales retrógrados, lo que es especialmente frecuente en las áreas cercanas al plutón de La Cardenchosa.

Las asociaciones minerales fundamentales observadas en esta unidad pueden sintetizarse en:



Otros minerales que con carácter accesorio acompañan a las anteriores asociaciones, son: esfena, clorita, epidota, clinozoisita, prehnita, calcita, pirita, circón, turmalina y grafito.

El granate constituye blastos de diverso tamaño, que llegan a alcanzar hasta varios centímetros de diámetro. Los más precoces crecen ya sobre S₁, de la que a veces conservan trazas en forma de inclusiones rectilíneas de cuarzo y opacos. Estas inclusiones pueden quedar paralelas o giradas respecto a la esquistosidad principal, S₂. Sin embargo, una buena parte de los granates pueden considerarse sincinemáticos respecto a F₂. En efecto, estos granates, aunque incluyen a la S₂ en su parte central, al final quedan rodeados por la misma en las zonas periféricas. Tal textura, de acuerdo con SPRY (1969), puede considerarse típicamente sincinemática.

A veces los efectos tardi-F₂, pero sobre todo de F₃, originan algunas deformaciones de los blastos de granate. Ocasionalmente se llegan a producir incipientes sombras de presión constituidas por cuarzo, micas e incluso sillimanita.

La estauroлита sólo se genera en niveles composicionalmente adecuados, formando porfidoblastos idiomorfos, a veces maclados, que llegan a alcanzar considerable tamaño (hasta 3 a 4 cm.). Normalmente incluyen una S₁ recta, constituida fundamentalmente por cuarzo y opacos, además de granate. La blastesis de este mineral tiene lugar en los comienzos de F₂, por lo que a veces durante el desarrollo de esta fase llega a quedar girada o rodeada por S₂.

La distena sólo se la ha observado dentro de venas de segregación metamórfica, junto con andalucita, ubicadas en las inmediaciones del arroyo Montesina, habiendo sido identificada tanto óptica como mediante D. R. X. Los cristales de distena constituyen agregados policristalinos milimétricos, que no presentan una orientación definida.

La andalucita es más frecuente que la distena, aunque la mayor parte de las veces se encuen-

tra dentro de venas de cuarzo de segregación metamórfica. Como constituyente de los micaesquistos, aparece en una banda en donde forma poiquiloblastos de gran tamaño, que, creciendo sobre una esquistosidad delineada por cuarzo y opacos, son rodeados por S₂. Sus relaciones texturales indican que su formación tiene lugar desde la parte final de F₁ hasta la inicial de F₂. En los finales de esta última fase y los comienzos de F₃ estos poiquiloblastos comienzan a desestabilizarse de borde a núcleo, originándose micas (principalmente moscovita) junto, en ocasiones, fibrolita o sillimanita prismática. La mayor tasa de reemplazamiento de la andalucita se concentra en las zonas de máximo aplastamiento, produciéndose sombras de presión constituidas por moscovita.

La sillimanita constituye el silicato de aluminio más abundante, apareciendo en sendas bandas asociadas a los Gneises de La Albarrana, cuyos afloramientos tienen una anchura próxima a los 2.000 m. en el flanco NE y aproximadamente la mitad en el flanco SO. Andalucita y sillimanita sólo coexisten en una estrecha banda en donde se observa cómo la segunda crece a expensas de la primera.

La sillimanita más precoz se forma a expensas de biotita y corresponde al tipo fibrolítico en el sentido de KERRICK (1988). Su blastesis tiene lugar desde los comienzos de F₂, por lo que puede, en ocasiones, aparecer ligeramente plegada. Con posterioridad, se originan pequeños cristales aciculares, sueltos o agrupados, que pueden quedar incluidos posteriormente en cuarzo, feldespato potásico o moscovita. Más tarde se forma la sillimanita prismática, bien sobre andalucita o bien independiente de ella, no habiéndosela encontrado nunca sobre la fibrolita tal como pronostica KERRICK (1989). La orientación de los prismas de sillimanita es variable; cuando crece sobre la andalucita, a veces sigue los planos cristalográficos de este mineral, señal evidente de un crecimiento posterior; cuando crece fuera de la andalucita suele orientarse conforme a S₂, aunque en ocasiones no muestre una orientación preferente, lo que indica que su blastesis se prolonga hasta los comienzos de F₃.

El crecimiento de sillimanita con posterioridad a la andalucita se deduce también por sus relaciones texturales, ya que los porfiroblastos de andalucita que engloban a S₁ son parcialmente

girados durante el desarrollo de F₂ y rodeados por los filosilicatos, haces de fibrolita y prismas de sillimanita que constituyen la S₂.

Finalmente, hay que señalar la presencia esporádica de venas de segregación metamórfica, constituidas fundamentalmente por cuarzo, al que acompañan en algún caso micas, plagioclasa e incluso silicatos de aluminio, así como de otra parte, diferenciados leucosomáticos sincrónicos con un estadio avanzado de F₂ y que, producto de una incipiente migmatización, se localizan a lo largo de la banda limítrofe con los Gneises de La Albarrana.

5. GEOQUIMICA DE LOS MINERALES

Los análisis químicos de los minerales han sido efectuados mediante microsonda automática Camebax, en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. En las tablas I a VI se recoge una selección de análisis representativos, comentándose brevemente algunos de los aspectos más relevantes de estos resultados.

TABLA I
Análisis de feldespatos

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58.53	62.91	60.78	53.77	64.91	64.37
TiO ₂	—	—	0.03	0.19	0.19	—
Al ₂ O ₃	26.04	22.99	25.28	22.24	18.53	18.19
FeO (t)	0.14	0.05	0.10	0.11	0.05	0.15
MnO	0.14	—	—	—	0.07	0.16
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	6.75	4.52	5.54	12.06	—	0.13
Na ₂ O	7.60	9.24	8.96	4.56	0.23	1.02
K ₂ O	0.13	0.07	0.10	0.18	15.53	15.07
TOTAL	99.33	99.77	100.82	100.12	99.70	100.17

Fórmulas estructurales en base a 10 oxígenos

Si	3.29	3.49	3.36	3.04	3.75	3.71
Al	1.72	1.50	1.65	1.95	1.26	1.28
Fe	0.01	—	—	0.01	—	0.01
Mn	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—
Ca	0.41	0.27	0.33	0.77	—	0.01
Na	0.83	0.99	0.96	0.50	0.03	0.11
K	0.01	—	0.01	0.01	1.16	1.11
An	32.67	21.19	25.32	58.75	—	0.66
Alb.	66.57	78.45	74.13	40.20	2.14	9.17
Kfs.	0.76	0.36	0.54	1.04	97.86	89.53

Abreviaturas: KRETZ (1983). Micaesquistos de La Albariza Bembézar: 1, 2 y 5; Gneises de La Albarrana: 3, 4 y 6.

5.1. *Plagioclasa*

En la tabla I figura una selección de análisis de plagioclasas pertenecientes a esquistos y gneises. En general (análisis 1, 2, 3 y 4) su composición química corresponde a soluciones albíta y anortita prácticamente ideales, con un porcentaje molecular de feldespato potásico normalmente menor del 1.5 por 100. Ocasionalmente, en algún micaesquisto, esta cifra llega al 2.5 por 100, y en los gneises puede llegar hasta el 4 por 100.

Las plagioclasas varían siempre entre términos albíticos y oligoclásicos. Sólo se han encontrado contenidos superiores a An₃₅, en una banda de gneises en donde se llega a sobrepasar el contenido de An₅₅ (tabla I, análisis 4).

TABLA II
Análisis de biotitas

	1	2	3	4	5
SiO ₂	36.06	34.79	35.35	36.33	35.53
TiO ₂	1.59	1.76	2.33	2.82	2.84
Al ₂ O ₃	20.21	19.75	20.52	17.97	17.77
Cr ₂ O ₃	0.07	—	0.04	0.02	—
FeO (t)	18.87	26.71	21.68	16.93	19.43
MnO	0.12	0.23	0.12	0.67	—
MgO	7.78	6.14	8.65	11.13	9.12
CaO	0.29	—	0.04	1.16	0.28
Na ₂ O	0.01	0.18	0.24	0.12	0.12
K ₂ O	8.07	8.62	8.61	9.10	9.10
TOTAL	93.07	98.18	97.58	96.25	94.18

Fórmulas estructurales en base a 11 oxígenos

Si	2.77	2.64	2.63	2.72	2.74
Ti	0.09	0.10	0.13	0.16	0.16
Al ^{IV}	1.23	1.36	1.36	1.28	1.26
Al ^{VI}	0.60	0.40	0.44	0.30	0.35
Cr	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0.10	0.08	—	—
Fe ²⁺	1.21	1.60	1.27	1.06	1.25
Mn	0.01	0.01	0.01	0.04	—
Mg	0.89	0.69	0.96	1.24	1.05
Ca	0.02	—	—	0.09	0.02
Na	—	0.03	0.03	0.03	0.02
K	0.79	0.83	0.82	0.87	0.89
Ti-bt.	9.19	10.03	13.03	15.82	16.43
Tic-mi.	18.45	14.01	14.57	2.16	6.49
Ms.	10.03	—	—	2.03	1.69
Eas-sid.	39.73	40.14	42.61	25.78	31.66
Won.	0.13	2.65	3.46	1.80	1.79
Phl-ann.	22.47	33.18	26.34	52.41	41.56

Abreviaturas: HOLDAWAY (1988). Micaesquistos de La Albariza-Bembézar: 1, 2 y 3; Gneises de La Albarrana: 4 y 5.

5.2. *Feldespato potásico*

El quimismo de este mineral (tabla I, análisis 5 y 6) muestra un moderado grado de solución sólida de albíta. En general, el contenido en este último término oscila desde un 2-3 por 100 en los más bajos, a un 15 por 100 en los más altos. Por otra parte, el componente anortítico siempre queda por debajo del 2 por 100 y habitualmente es menor del 1 por 100.

5.3. *Biotita*

En la tabla II figura una selección de cinco análisis que consideramos que sintetizan el comportamiento geoquímico de este mineral.

Se ha calculado su fórmula estructural en base a 11 oxígenos, siguiendo las recomendaciones de DYMEK (1983), lo que permite estimar el contenido en Fe³⁺. Para el cálculo de los términos finales se ha seguido el procedimiento propuesto por HOLDAWAY (1988).

Sus contenidos en Fe²⁺ oscilan entre 1.06 y 1.6 cationes, con bajos o inexistentes contenidos en Fe³⁺. Los valores de Mg presentan una mayor dispersión, entre 0.69 y 1.24 cationes, correspondiendo los valores más altos a biotitas pertenecientes a los Gneises de La Albarrana. La variación de la relación Mg/Fe²⁺ oscila entre 0.43 y 1.17.

Los contenidos en Ti varían entre 0.09 y 0.16 cationes, correspondiendo los valores mayores, como cabía esperar, a las biotitas pertenecientes al grado metamórfico más alto (Gneises de La Albarrana). El Al^{VI} presenta lógicamente un comportamiento antagónico, al quedar sustituido parcialmente por el Ti conforme aumenta la temperatura (DYMEK, 1983).

En general, se observa en mayor o menor medida en todas las biotitas un cierto déficit de álcalis, probablemente debido a un proceso de hidrólisis tardío. De este modo, la suma de cationes en posición XII queda siempre por debajo de la unidad, observándose una clara correlación positiva entre el valor de esta suma y el grado metamórfico de la biotita (GUIDOTTI et al., 1988). Este hecho queda reflejado en que el contenido de talco-minessotaita disminuye desde valores en torno al 15 por 100 molar en los micaesquistos hasta aproximarse al 5 por 100 en los gneises.

5.4. *Moscovita*

En la tabla III se presentan cinco análisis representativos de otras tantas litologías, cuyos términos finales han sido calculados de acuerdo con HOLDAWAY (1988).

TABLA III
Análisis de moscovitas

	1	2	3	4	5
SiO ₂	46.53	46.25	46.72	47.98	45.53
TiO ₂	0.26	0.18	0.63	0.14	0.51
Al ₂ O ₃	37.87	37.66	36.99	35.19	36.66
Cr ₂ O ₃	0.03	—	0.01	0.05	—
FeO (t)	0.94	1.03	0.79	0.38	0.98
MnO	—	0.14	—	—	0.24
MgO	0.38	0.37	0.53	0.36	0.40
CaO	0.15	0.06	0.01	0.45	0.37
Na ₂ O	1.33	1.08	0.76	0.40	1.17
K ₂ O	9.39	9.15	9.27	10.88	9.63
TOTAL	96.98	95.93	95.71	95.82	95.48

Fórmulas estructurales en base a 11 oxígenos

Si	3.03	3.03	3.06	3.16	3.02
Ti	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03
Al ^{IV}	0.97	0.97	0.94	0.84	0.98
Al ^{VI}	1.93	1.94	1.92	1.89	1.88
Cr	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05
Mn	—	0.01	—	—	0.01
Mg	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
Ca	0.01	—	—	0.03	0.03
Na	0.17	0.14	0.10	0.05	0.15
K	0.78	0.76	0.77	0.91	0.81
Ti-ms.	1.27	0.91	3.10	0.67	2.53
Phl-ann.	2.59	5.02	4.31	—	1.51
Celadon.	—	—	—	19.37	3.63
Prl.	3.59	6.24	9.42	—	—
Paragon.	16.72	13.72	9.65	5.07	15.09
Ms.	75.83	74.11	73.51	74.89	77.23

Abreviaturas: HOLDAWAY (1988). Micaesquistos de La Albariza-Bembézar: 1, 2 y 3; Gneises de La Albarrana: 4 y 5.

En todos los casos la suma de cationes en posición octaédrica es mayor que 2, por lo que todas estas moscovitas tienen componente biotítico, celadonítico o ambos conjuntamente.

Como ocurre en las biotitas, se observa también un ligero déficit en álcalis, probablemente debido a los mismos procesos de hidrólisis, que ocasionan moderadas pérdidas de K y probable sustitución por grupos OH, si bien es verdad que

aquí no parece existir ninguna correlación entre el déficit de álcalis y el grado metamórfico teórico de la moscovita. La explicación a este hecho hay que buscarla en el origen tardío de las moscovitas del núcleo de Sierra Albarrana. Esto implica que, lógicamente, las temperaturas de formación de estas moscovitas no guarden relación con las de los minerales de su entorno; así, por ejemplo, de acuerdo con el termómetro moscovita-paragonita de EUGSTER et al. (1972), encontramos moscovitas pertenecientes al gneis de más alto grado (análisis 5), que se han formado o equilibrado a menor temperatura (300° C) que las pertenecientes a los micaesquistos de más bajo grado (análisis 1, 2 y 3).

5.5. *Granate*

En la tabla IV se muestran las medias de los análisis de 7 granates, representativos de las litologías pelíticas y semipelíticas de Sierra Albarrana. Dado que se trata de minerales susceptibles de presentar zonados, se ha considerado de interés indicar el valor de la desviación típica para cuantificar, de algún modo, las posibles variaciones composicionales.

Para cada granate se han utilizado de 5 a 11 análisis puntuales entre el centro y el borde, estableciéndose esta última medida entre 10 y 20 µm. del límite del cristal.

El Fe³⁺ se ha calculado mediante balance de cargas, previa normalización de la suma de cationes a 8 y finalmente se han hallado los términos finales, calculando el componente andradítico (cuando existe Fe³⁺) antes que el de grosularia.

Como se puede observar, se trata de granates fundamentalmente almandínicos (entre 64.92-80.11 moles por 100), con moderados contenidos de piropo (5.77-11.85 moles por 100), variables en espesartita (8.17-19.18 moles por 100) y bajos en andradita y grosularia (0-4.58 y 0-6.24 moles por 100, respectivamente). Los contenidos de uwarovita son irrelevantes.

No se ha observado ninguna relación específica entre su composición y su blastesis, aunque, lógicamente, la relación piropo / almandino aumenta ligeramente con el grado metamórfico. Una pauta similar se observa con el contenido en Ca.

TABLA IV
Análisis de granates

	1		2		3		4		5		6		7	
SiO ₂	36.01	0.19	36.99	0.22	36.39	0.14	36.97	0.12	37.52	0.47	37.61	0.18	37.34	0.67
TiO ₂	—	—	—	—	0.03	0.02	0.03	0.02	0.13	0.13	0.16	0.06	0.30	0.27
Al ₂ O ₃	20.81	0.18	21.02	0.12	20.96	0.17	20.49	0.23	20.64	0.10	20.89	0.12	20.72	0.15
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	—	—	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.08	0.12
FeO (t)	36.06	1.73	29.78	0.26	36.53	0.79	33.73	2.66	30.23	0.49	30.48	0.39	28.71	0.60
MnO	3.67	1.62	8.18	0.36	3.54	0.72	6.10	1.94	8.15	0.31	6.00	0.38	4.89	0.39
MgO	2.09	0.18	2.32	0.17	2.50	0.06	1.61	0.23	1.39	0.03	2.94	0.35	4.04	0.25
CaO	0.78	0.03	1.68	0.10	0.93	0.22	2.18	0.23	1.80	0.58	2.25	0.56	3.19	0.47
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0.02	0.01	0.04	0.05	0.06	0.08	0.02	0.02	0.06	0.08	0.14	0.05	0.04	0.05
TOTAL	100.14	—	99.49	—	99.97	—	101.16	—	99.97	—	100.55	—	99.49	—
Fórmulas estructurales en base a 8 oxígenos														
Si	2.98	0.02	2.99	0.01	2.94	0.01	2.98	0.03	3.06	0.03	3.02	0.27	3.03	0.09
Ti	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	2.00	0.02	2.00	0.01	1.98	0.02	1.95	0.01	1.99	0.02	1.97	0.01	1.96	0.02
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.05	0.04	0.01	0.02	0.12	0.30	0.09	0.06	—	—	—	—	0.01	0.01
Fe ²⁺	2.40	0.10	2.00	0.02	2.33	0.04	2.18	0.11	2.06	0.04	2.05	0.02	1.91	0.05
Mn	0.25	0.11	0.56	0.02	0.24	0.05	0.42	0.13	0.56	0.02	0.41	0.02	0.33	0.03
Mg	0.25	0.02	0.28	0.02	0.30	0.01	0.16	0.06	0.17	0.02	0.35	0.04	0.48	0.03
Ca	0.07	0.01	0.15	0.01	0.08	0.02	0.19	0.02	0.16	0.05	0.19	0.05	0.27	0.04
Alm.	80.11	3.32	67.09	0.63	79.04	1.24	72.91	3.27	70.23	1.08	68.95	0.74	64.62	1.52
Prp.	8.46	0.70	9.38	0.69	10.13	0.25	6.45	0.81	5.77	0.12	11.85	1.36	16.33	0.97
Sps.	8.46	3.76	18.77	0.77	8.17	1.68	13.53	5.00	19.17	0.77	13.72	0.93	11.24	0.89
Adr.	2.25	1.33	0.75	0.96	2.52	0.60	4.58	2.69	—	—	—	—	1.32	2.38
Uwa.	0.06	0.09	0.01	0.01	0.05	0.05	0.08	0.07	0.09	0.04	0.20	0.15	0.27	0.38
Grs.	0.62	1.06	3.99	0.93	—	—	1.83	1.66	4.74	1.06	5.24	0.83	6.24	2.24

Las cifras de la derecha indican en cada caso los respectivos valores de la desviación típica.
Abreviaturas: KRETZ (1983). Gneises de La Albarrana: 1, 2 y 3; Esquistos y Micaesquistos de La Albarrana-Bembézar: 4, 5, 6 y 7.

En general, los granates estudiados presentan una ligera zonalidad de crecimiento, en el sentido de TRACY (1982), que indica un régimen progrado. En la figura 2 se observa el comportamiento de tres de estos granates a lo largo de una trayectoria centro-borde, en donde se puede observar el ligero enriquecimiento en Fe y el comportamiento antagónico del Mn, aunque a veces este comportamiento parece que sólo se manifiesta en la zona media y externa del granate. Por otro lado, la variabilidad del Ca y Mg no sigue una pauta determinada.

Este comportamiento es, en general, el que presentan los granates zonados de la Unidad de La Albariza-Bembézar, ya que los de los gneises carecen de zonados significativos.

La falta de zonalidad de estos últimos puede explicarse, de acuerdo con TRACY (1982) y GHENT (1988) si tenemos en cuenta que la velocidad de difusión en el granate depende exponencialmente de la temperatura, y que al acercarse ésta a los 650° C se acelera lo suficiente como para poder considerar que, a velocidades de crecimiento normales, el granate se rehomogeniza conforme crece.

Por otra parte, la tendencia de algunos de estos granates a presentar una primera etapa de crecimiento no zonada, seguida de una segunda etapa donde se manifiesta una ligera zonación, puede explicarse considerando que el crecimiento durante la primera etapa fue lo suficientemente lento (la velocidad de crecimiento es directa-

TABLA V
Análisis de cordieritas y estaurolitas

	1	2	3	3
SiO ₂	49.71	49.32	27.75	27.42
TiO ₂	—	—	0.49	0.51
Al ₂ O ₃	33.94	33.64	53.72	54.59
Cr ₂ O ₃	nd	nd	0.02	0.05
FeO (t)	5.56	4.57	14.45	13.98
MnO	0.50	0.51	—	0.24
MgO	10.40	10.47	1.22	1.56
CaO	—	—	—	—
Na ₂ O	0.16	0.08	—	—
K ₂ O	—	0.01	0.25	—
TOTAL	100.30	98.65	97.90	97.81
Si	4.97	4.98	8.06	7.95
Ti	—	—	0.11	0.11
Al	4.00	4.01	18.39	18.49
Cr	nd	nd	0.02	0.01
Fe	0.46	0.39	3.51	3.39
Mn	0.04	0.04	—	0.06
Mg	1.55	1.58	0.53	0.68
Ca	—	—	—	—
Na	0.03	0.02	—	—
K	—	—	0.09	—

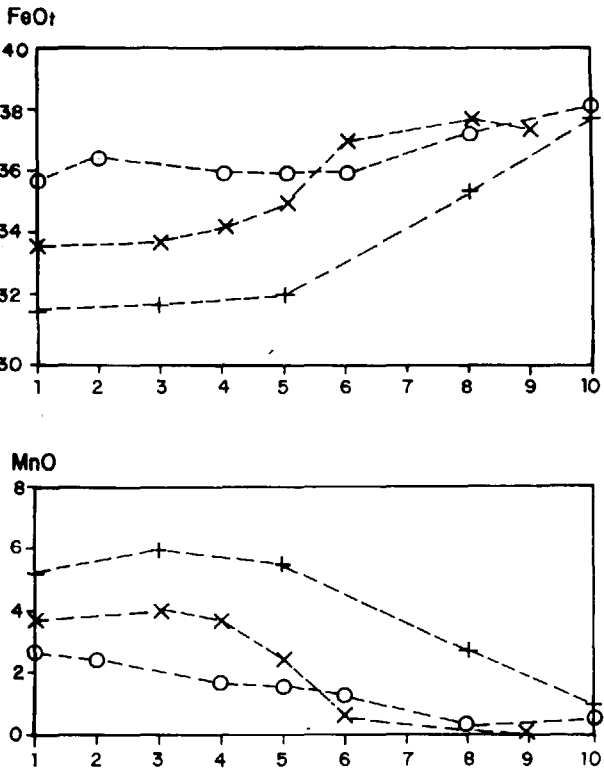


Figura 2.—Valores de FeO (t) y MnO entre el núcleo (punto 1) y el borde (punto 10) de granates. Círculos: 558. Aspas: 650. Cruces: 99. Estos números se corresponden con los de la tabla IV.

mente proporcional a la raíz cuadrada del tiempo, según TRACY, 1982) como para permitir su rehomogeneización, mientras que, en la siguiente etapa, más dinámica, el crecimiento fue más rápido impidiendo su rehomogeneización.

Finalmente, hay que señalar que estos granates no contienen zonados retrógrados o que éstos son muy débiles, lo que podría indicar que la exhumación del edificio estructural de la Sierra Albarrana fue lo suficientemente rápida como para que estos zonados retrógrados apenas tuvieran tiempo de formarse.

5.6. Cordierita

En la tabla V figuran análisis de cordieritas pertenecientes a los gneises que, como todas las estudiadas en Sierra Albarrana, tienen una relación Fe/(Fe+Mg+Mn), que oscila entre 0.2 y 0.3. Este hecho está de acuerdo, según HOLDA-

WAY (1977) y LONKER (1981), con el ambiente termobárico de relativa baja presión y temperatura en que, como luego veremos, se desarrolló su blastesis al final de F₂.

Igualmente presentan bajos contenidos en álcalis y probablemente en H₂O, lo que también está de acuerdo con las condiciones genéticas propuestas.

5.7. Estaurolita

En la tabla V se muestran dos análisis de estaurolitas, en los que puede observarse unos moderados contenidos en Mg, lo que excluye unas condiciones de relativa alta presión durante su blastesis (SCHREYER et al., 1984). Los análisis realizados en secciones perpendiculares al eje 001 han evidenciado una homogeneidad composicional y carencia de zonados.

5.8. *Oxidos de Fe-Ti*

Las determinaciones analíticas de los minerales opacos han puesto de manifiesto que los únicos minerales de interés petrológico pertenecen siempre al sistema FeO-TiO₂-Fe₂O₃, con algunas sustituciones, principalmente, por Mn y Mg.

Al tratarse de minerales de la serie rómbica, estos análisis han sido normalizados a dos cationes y formulados en los términos finales que describe RUMBLE (1973), dado, además, que los contenidos en MgO son muy bajos y que por ello los porcentajes en geikielita nunca serían significativos. Siguiendo esta metodología, algunos análisis presentan un exceso de TiO₂ que hemos hecho figurar como rutilo libre.

En la tabla VI se muestra una selección de cinco análisis representativos de ilmenitas, no habiéndose incluido, por su menor interés geoquímico,

TABLA VI
Análisis de opacos

	1	2	3	4	5
SiO ₂	—	0.09	—	0.03	—
TiO ₂	48.84	54.93	50.58	54.46	50.78
Al ₂ O ₃	—	—	0.01	0.01	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0.01	0.07	—
FeO (t)	48.07	43.76	46.55	40.40	47.40
MnO	2.37	1.48	0.75	3.54	0.14
MgO	0.07	—	0.50	0.01	0.47
CaO	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0.23	—
TOTAL	99.35	100.26	98.39	97.37	98.58
Fórmulas estructurales en base a 3 oxígenos					
Si	—	—	—	—	—
Ti	0.93	1.04	0.98	1.04	0.98
Al	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0.14	—	0.04	—	0.04
Fe ²⁺	0.88	0.68	0.96	0.88	0.87
Mn	0.05	0.25	0.02	0.08	—
FeAl	—	—	—	0.04	—
FeSi	—	—	—	0.07	—
Pirof.	5.59	3.03	1.64	7.46	0.30
Ilm.	87.97	88.13	96.40	83.84	97.42
Hem.	6.94	—	1.97	—	2.22
Rt.	—	8.60	—	8.59	—

Abreviaturas: KRETZ (1983) y FeAl=FeAlO₃; FeSi=FeSiO₃; Pirof.=pirofanita. Gneises de La Albarrana: 1, 2 y 3. Esquistos y Micaesquistos de La Albariza: 4 y 5.

análisis de rutilos o de hematites, tan frecuentes por otra parte en Sierra Albarrana.

Como se puede apreciar, se trata de ilmenitas y ferrianilmenitas con proporciones muy variables de pirofanita, entre 0.3 y 7.46 por 100 moles. Los contenidos excedentarios en TiO₂ obedecen probablemente a exoluciones submicroscópicas de rutilo como consecuencia de un proceso de oxidación de las ilmenitas (BUDDINGTON y LINDSLEY, 1964).

6. METAMORFISMO

El metamorfismo de la Sierra Albarrana puede enmarcarse en tres estadios característicos: uno primero con granate-andalucita-distena; otro con granate-sillimanita (y moscovita), que evoluciona en el núcleo de la Sierra a cordierita-sillimanita-feldespatos potásico, y, finalmente, un tercero, retrógrado, con filosilicatos y minerales hidratados.

Tradicionalmente, este metamorfismo ha sido considerado progrado y de alto gradiente, habiéndose señalado una zonalidad metamórfica desde el grado bajo hasta la zona de la sillimanita y feldespatos potásico (GARROTE, 1976). La posible existencia de distena fue señalada en los Micaesquistos de La Albariza por DELGADO QUESADA (1971) y aludida también en trabajos posteriores, sin añadir datos al respecto, por CHACON et al. (1974), GARROTE (1976) y CHACON et al. (1983).

La presencia de distena, aunque esporádica, tanto en los Gneises de La Albarrana como en los Micaesquistos de La Albariza-Bembézar (área del Arroyo Montesina), es un hecho que hay que tener necesariamente en cuenta. Debido al carácter de mineral residual, la relación temporal de su blastesis es difícil de establecer, aunque, no obstante, sus relaciones texturales parecen indicar que en la unidad de La Albariza-Bembézar, la blastesis, aunque puntual, es posterior a una etapa con andalucita, y en ambas unidades anterior a la etapa de formación de sillimanita.

La escasez con que este mineral se presenta en Sierra Albarrana puede interpretarse de maneras diferentes; o bien su génesis sólo tuvo lugar en algunas bandas o niveles muy determinados, no llegando a existir nunca una blastesis genera-

lizada de distena, porque apenas se rebasaron sus condiciones P/T de estabilidad (lo que parece más probable, como luego veremos), o bien que, aunque sus condiciones de estabilidad se rebasaron ampliamente y tuvo lugar a una blastesis generalizada de distena, ésta sólo se conservó, más o menos blindada, en los niveles menos afectados por F₂ y F₃.

En el primer caso cabría considerar además la posibilidad de que estas bandas señalaran zonas de cizalla o fracturas importantes producidas al comienzo de F₂, siendo este el motivo de que sólo allí se disparara el mecanismo de su nucleación. Relaciones de este tipo han sido descritas en otros lugares del Macizo Hespérico (MARTINEZ CATALAN, 1981; GONZALEZ LODEIRO et al., 1982, y BASTIDA et al., 1984). Si esto ocurriera también en Sierra Albarrana, se podría pensar en la posibilidad de que algún accidente de este tipo se interpusiera entre la unidad de los Gneises y la de los Esquistos.

En otro orden de ideas, ya hemos indicado que el granate más precoz, la andalucita y posteriormente la estauroлита, se forman siempre sobre una esquistosidad anterior trazada por filosilicatos y cuarzo.

Todo ello indica la existencia de una primera etapa metamórfica, M₁, en condiciones de presión moderada, que afectó a todo el entorno de la Sierra Albarrana y cuyas condiciones metamórficas no pasaron de biotita-granate-andalucita (distena), a temperaturas, probablemente, en el límite para formar estauroлита.

En la siguiente etapa, M₂, también progradada, se alcanza el mayor grado metamórfico, teniendo especial incidencia los efectos térmicos en la zona axial de la Sierra, disminuyendo su intensidad rápidamente hacia las partes periféricas de la misma. Avanzada esta etapa, se inicia el desmantelamiento del edificio estructural, lo que conlleva una paulatina disminución de la presión litostática.

El máximo térmico se alcanza en los sectores más profundos, con evidente retraso respecto a la deformación de F₂ y en un ambiente tectónico más relajado. Durante el mismo, en estos sectores se llega a alcanzar la isograda de desaparición de la moscovita, si bien no tiene lugar una decidida blastesis de feldespatos potásico, por lo

que no existe una zona típica de sillimanita-feldespatos potásico.

Durante las máximas temperaturas se producen, en litologías apropiadas, algunos episodios migmatíticos de poca consideración originándose un cortejo de cuerpos pegmatíticos asociados, los más tardíos de los cuales llegan a cortar a las estructuras de F₂.

Las relaciones texturales entre los silicatos de aluminio indican, en este segundo episodio, trayectorias del tipo distena-sillimanita en las partes teóricamente más profundas del núcleo y andalucita-sillimanita en el resto de las zonas, en las que se sobrepasó la isograda de la sillimanita. La presencia de porfiroblastos de andalucita, sobre los que posteriormente crece la sillimanita no afectados durante su paso por el campo de estabilidad de la distena, refuerza la hipótesis de que las presiones durante M₂ permanecieron siempre moderadas, de tal modo que la isograda de la distena se rebasó de una manera muy discreta.

Por otra parte, el granate es estable durante la mayor parte de M₂, y sólo al final de esta etapa comienza a desestabilizarse formando sillimanita. En las postrimerías es la cordierita en vez del granate, y en paragénesis con biotita, el mineral ferromagnesiano en equilibrio.

Por último, y ya en un ambiente claramente retrógrado, tiene lugar una tercera fase metamór-

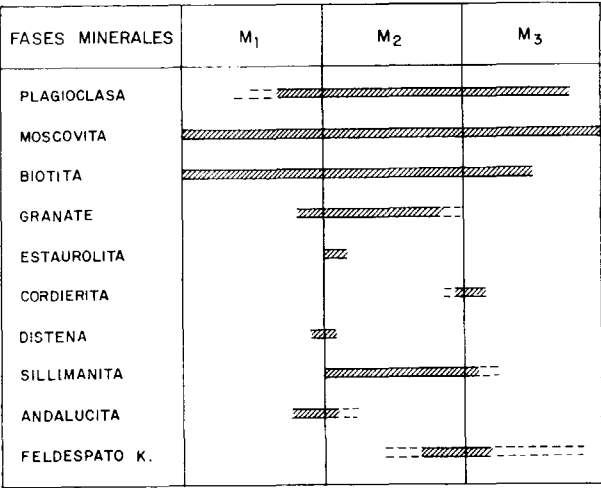


Figura 3.—Relaciones blastesis-deformación de los minerales metamórficos del núcleo de Sierra Albarrana.

fica (M₃), mucho más débil que la anterior, que transcurre en condiciones de mayor presión relativa de H₂O, determinando la neoformación de minerales hidratados, principalmente filosilicatos y, en algún caso, epidota y esfena. A partir de esta fase sólo se producen algunos hidrotermalismos que determinan la aparición, principalmente de clorita, así como de prehnita, clinozoisita, calcita, etc.

En la figura 3 se presenta en un cuadro blastesis-deformación, una síntesis de todo lo anteriormente establecido por lo que respecta al núcleo de Sierra Albarrana.

7. TERMOMETRIA Y BAROMETRIA

Para cuantificar las condiciones térmicas del metamorfismo de Sierra Albarrana se ha utilizado el termómetro basado en el reparto del Mg y Fe entre un granate y biotita en equilibrio. Este termómetro es uno de los más usados y precisos, teniendo la ventaja de ser prácticamente independiente de la presión. Como quiera que además este par de minerales forma parte de la mayoría de los esquistos y micaesquistos de Sierra Albarrana, así como de algunos niveles de gneises, su aplicación parece especialmente indicada en nuestro caso; otra ventaja añadida que presenta estriba en la posibilidad de poder estimar posteriormente la presión a partir del reparto del Ca entre estos mismos granates y las plagioclasas asociadas.

De entre los modelos que existen, se ha elegido el que utiliza los cuatro componentes del granate (HODGES y SPEAR, 1982), por considerarlo el más preciso, si bien se han calculado también, a efectos comparativos, las temperaturas obtenida ssiguiendo los trabajos de FERRY y SPEAR (1978), PERCHUK y LAVRENTEVA (1983) y HOINKES (1986).

La utilización de otros termómetros presenta en Sierra Albarrana algunos problemas y, en general, conduce a resultados menos representativos, debido, principalmente, a que los minerales en que están basados estos termómetros tienen menor ubicuidad que el granate y la biotita. Así, el termómetro que utiliza el reparto de Mn-Fe entre granate e ilmenita (PONCEBY et al., 1987), proporciona buenos resultados teóricamente en ilmenitas incluidas en granate. Sin embargo, el

escaso número de granates con inclusiones de ilmenita, las frecuentes exoluciones y desmezclas de este último mineral, así como los posibles errores analíticos, que se magnifican cuando los contenidos en Mn de las ilmenitas son bajos, desaconsejan su utilización en nuestro caso. Respecto al termómetro que utiliza el reparto de Ca y Na entre moscovita y plagioclasa (GREEN y UDANSKY, 1986), su principal inconveniente radica en el carácter tardío de la moscovita, lo cual se refleja en que las temperaturas halladas suelen ser inferiores a las obtenidas por otros métodos. Por último, el uso de los termómetros basados en los equilibrios entre feldespatos, utilizando el reparto de Na, K, Ca, y a veces el Ba (WHITNEY y STORMER, 1977; HASELTON et al., 1983; FUHRMAN y LINDSLEY, 1988), apenas tienen utilización fuera del contexto de los Gneises de La Albarrana.

Al objeto de poder estimar la temperatura de formación del centro de los granates se ha procurado analizar muestras en las que la relación volumétrica entre éstos y las biotitas fuera baja. Así se puede considerar que, dada la desproporción volumétrica entre ambos minerales, a incrementos composicionales relativamente importantes en el granate, corresponden incrementos relativamente pequeños en la biotita. Por otra parte, se ha aceptado que mientras la difusión interna del granate a temperaturas inferiores a 650° C es relativamente baja (TRACY, 1982; GHENT, 1988), en la biotita la velocidad de difusión interna a esas temperaturas es mucho más rápida, pudiendo asumirse que su homogeneización tiene lugar de manera paralela a su crecimiento. Así, en todos los casos posibles, una vez comprobado que las diferencias composicionales entre las biotitas de una misma lámina delgada son mínimas, se ha utilizado la media de sus valores.

La asunción de estas premisas permite estimar teóricamente las temperaturas de crecimiento del granate, a partir de los valores medidos a lo largo de un diámetro y compararlos con los de la biotita de la matriz. De entre todas estas temperaturas se utilizará aquí la del centro y borde.

Para la estimación de la presión se ha seguido el método de HODGES y SPEAR (1982), modificado por KOZIOL y NEWTON (1988), que utilizan el reparto del Ca entre un granate y plagio-

clasa en presencia de cuarzo y silicato de aluminio. La presión se ha estimado en función de las temperaturas obtenidas de acuerdo con HODGES y SPEAR (1982). Se ha preferido seguir estos cálculos a los de GHENT (1976) y GHENT et al. (1979) por considerar que presentan mayor precisión, al hacer intervenir a los cuatro componentes del granate. En general, los resultados que proporcionan los cálculos de GHENT (1976) y GHENT et al. (1979) son algo inferiores a los que aquí se consideran.

De entre las rocas analizadas se han seleccionado 10, procurando que sintetizaran los resultados globales obtenidos, distinguiendo las temperaturas estimadas en el centro y en el borde del granate. El orden de las muestras corresponde a una transversal idealizada de dirección O-E, perpendicular a la zona axial de la Sierra Albarrana, representando una trayectoria sobre el terreno de aproximadamente 7 kilómetros.

En la tabla VII se presentan estos datos, observándose cómo las temperaturas basadas en el método de HODGES y SPEAR (1982) tienen en

general un valor medio entre todas las calculadas. En efecto, estos resultados son algo superiores a los que se obtienen siguiendo a FERRY y SPEAR (1978), evidentemente en función de los contenidos en Mn y Ca de los granates, y, por el contrario, son inferiores en general a los calculados según PERCHUK y LAVRENTEVA (1983), sobre todo si los contenidos en Mn y Ca no son muy elevados. Por último, las obtenidas siguiendo a HOINKES (1986) son las más altas de todas, y en algún caso exceden de las que razonablemente cabría esperar del estudio de las paragénesis consideradas (conviene recordar al respecto que el trabajo de este autor está concebido para condiciones de estaurolita).

La contemplación de la tabla VII induce a una serie de reflexiones que pasamos a considerar. En primer lugar, se observa que la relación de temperaturas centro-borde del granate muestra en general una ligera tendencia progradada, que en algún caso no se manifiesta como tal, debido, probablemente, a la existencia de algunos reequili-

TABLA VII

Número	GRANATE				BIOTITA				PLAG.	TEMPERATURA				PRES.	
	XFe	XMg	XMn	XCa	Fe	Mg	Al ^{VI}	Ti	Mn	An	FS	HS	PL	H	HS
415 n	70.06	5.89	19.85	4.40	1.33	0.81	0.67	0.08	—	26.67	487	504	546	521	—
415 b	69.49	5.80	18.97	5.75	1.33	0.81	0.67	0.08	—	26.67	495	517	551	539	4.2
99 n	71.48	5.74	16.43	6.35	1.54	0.90	0.49	0.07	0.01	32.67	485	503	551	526	—
99 b	80.34	7.77	6.65	5.25	1.54	0.90	0.49	0.07	0.01	32.67	532	553	574	577	3.8
366 n	76.85	11.70	7.99	3.45	1.23	1.05	0.51	0.08	—	25.04	562	576	591	594	3.9
366 b	77.86	9.89	8.41	3.85	1.23	1.05	0.51	0.08	—	25.04	525	540	582	559	3.6
470 n	67.83	9.39	18.18	4.60	1.28	1.90	0.44	0.17	0.02	35.31	611	629	605	659	—
470 b	67.87	9.81	17.68	4.64	1.28	0.90	0.44	0.17	0.02	35.31	627	646	614	677	4.7
370 n	75.05	10.47	10.80	3.68	1.39	0.91	0.40	0.14	0.01	25.32	614	629	619	666	—
370 b	74.50	10.04	11.83	3.63	1.39	0.91	0.40	0.14	0.01	25.32	632	646	630	673	5.1
437 n	68.29	12.84	13.71	5.15	1.30	1.05	0.34	0.14	—	58.75	677	698	651	739	—
437 b	68.53	12.65	13.39	5.43	1.30	1.05	0.34	0.14	—	58.75	669	691	648	733	4.8
601 n	79.83	15.21	3.40	1.56	1.22	1.13	0.48	0.08	—	12.60	627	633	639	644	5.4
601 b	81.27	14.61	2.56	1.56	1.22	1.13	0.48	0.08	—	12.60	605	612	628	622	5.0
650 n	75.72	7.83	14.01	2.36	1.49	0.82	0.40	0.14	—	17.95	594	603	609	618	—
650 b	82.83	9.52	5.40	2.25	1.49	0.82	0.40	0.14	—	17.95	633	642	630	658	4.9
212 n	76.07	8.70	12.47	2.76	1.35	0.85	0.53	0.11	0.01	20.44	584	596	604	612	—
212 b	78.47	9.55	9.18	2.79	1.36	0.85	0.53	0.11	0.01	20.44	607	618	616	636	4.9
558 n	74.64	9.85	10.02	2.49	1.30	0.99	0.47	0.09	0.01	21.19	574	584	598	598	—
558 b	80.67	10.15	6.16	3.02	1.20	0.99	0.47	0.09	0.01	21.19	571	583	597	600	4.2

Leyenda: n, núcleo; b, borde; FS, FERRY y SPEAR (1978); HS, HODGES y SPEAR (1982); PL, PERCHUK y LAVRENTEVA (1983); H, HOINKES (1986); PHS, presión en Kb. HODGES y SPEAR (1982). Gneises de La Albarrana: 470, 370, 437, 601. Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar: 415, 99, 366, 650, 212, 558.

brios retrógrados a partir de las postrimetrías de F_2 .

En segundo lugar, se confirma plenamente la existencia de un domo térmico, centrado en los Gneises de La Albarrana, con una franca disminución de las temperaturas hacia las partes periféricas de la Unidad de La Albariza-Bembézar.

En los Gneises de La Albarrana, las temperaturas calculadas para los núcleos de los granates se sitúan entre 629° y 698° C. Las temperaturas medidas en los bordes, salvo la señalada en la muestra número 601, de bordes retrógrados, reflejarían la temperatura alcanzada durante el pico térmico, que queda comprendida entre 646° y 691° C. Hay que añadir que las temperaturas que se han obtenido dentro de esta misma unidad, mediante otros termómetros, están de acuerdo con estos valores y en ningún caso los llegan a rebasar. Por otro lado, teniendo en cuenta el comportamiento de la difusión en el granate a temperaturas próximas o superiores a 650° C, parece claro que las temperaturas medidas en el centro de estos granates deben quedar algo exageradas, tendiendo a reflejar más el pico térmico que la temperatura real del comienzo de nucleación del granate. En el caso de la muestra 437, esto se hace del todo evidente, observándose cómo el granate aquí ha sufrido una total rehomogeneización, desapareciendo por completo su zonado.

En las temperaturas obtenidas en la Unidad de La Albariza-Bembézar se observa un descenso de las mismas en razón del alejamiento a la zona axial de la Sierra Albarrana, más acusado y brusco en el flanco SO que en el NE.

La estimación de la presión, en el tipo de rocas que nos ocupa, es siempre más problemática, no disponiéndose además de geobarómetros alternativos, como ocurría con los geotermómetros. Por otro lado, hay que señalar la gran importancia que tiene en este cálculo el valor de la temperatura elegida; en nuestro caso, la influencia del valor de la temperatura en el cálculo de la presión se puede evaluar en torno a 0.2 Kb/10° C. Se comprende entonces que la estimación de la presión lleve aparejados unos márgenes de error más amplios. Por último, conviene recordar que la presión calculada indica la presión a la que se desarrolló el pico térmico, el cual, como ya hemos señalado, queda algo retrasado

respecto al pico bórico. Por ello tiene escaso sentido considerar los valores bóricos obtenidos con las temperaturas de los centros del granate. Sólo en los casos de retrogradación se han calculado las presiones a partir de los valores de las temperaturas del centro y borde del granate. De acuerdo con todo esto, las presiones halladas indican valores de entre 3.8 y 4.9 Kb para los Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar, que aumentan desde 4.7 a 5.4 Kb para los Gneises de La Albarrana, pudiéndose evaluar la presión a la que se desarrolló el pico térmico en las estructuras más profundas de la Sierra Albarrana, en torno a 4.9 ± 0.5 Kb.

8. EVOLUCION METAMORFICA Y CONSIDERACIONES FINALES

Los datos topológicos y termobarométricos expuestos sugieren que el metamorfismo en Sierra Albarrana se ajusta bien a un modelo monocíclico de presión moderada articulado en tres fases.

La primera fase transcurre a temperaturas inferiores a las de formación de estauroлита y en condiciones de distena en los gneises y fundamentalmente andalucita en los esquistos, lo que implica un gradiente medio en torno a los 35° C por kilómetro, sin llegarse a alcanzar temperaturas superiores a los 500° C a profundidades de entre 12 y 14 kilómetros (aproximadamente, 3.5 Kb).

En la siguiente fase se produce un aumento de la presión como consecuencia del cual las partes centrales de Sierra Albarrana quedaron situadas a una profundidad cercana a los 17 kilómetros (aproximadamente, 5 Kb). Durante esta fase se alcanzó el máximo térmico absoluto, establecido entre los 675-700° C, y algo retrasado respecto al máximo bórico. El hecho de alcanzarse estas temperaturas a presiones relativamente moderadas, implica la existencia de un gradiente geotérmico, en esta segunda fase, algo más alto que en la primera y cercano a los 40° C por kilómetro; esto parece sugerir el emplazamiento, sincrónico al transcurso de F_2 , de algún tipo de foco térmico, relacionado posicionalmente con los Gneises de La Albarrana.

Posteriormente, durante esta fase se produce, de manera paralela a la descompresión de las estructuras, una removilización de fluidos que conlleva unas condiciones adecuadas para la for-

mación de algunas pegmatitas de composición, fundamentalmente graníticas.

La velocidad de inhumación durante esta fase no debió de ser demasiado rápida, lo que permite el calentamiento simultáneo del conjunto de tal modo que, casi desde sus comienzos, esta fase transcurre, en el núcleo de Sierra Albarrana, dentro del campo de estabilidad de la sillimanita.

Finalmente, durante F_3 continúa el carácter descompresivo iniciado anteriormente. Debido a la verticalización de las estructuras y al fuerte plegamiento de las mismas, se producen en esta fase algunas fracturas de rumbo que retocan la configuración de las isogradas correspondientes a F_2 , lo que produce, en el núcleo de la Sierra, un acortamiento de las mismas.

En la figura 4, en un sistema P-T, se muestra una síntesis de la evolución metamórfica, que a la vista de los datos disponibles, parece haber seguido el núcleo de Sierra Albarrana.

La historia metamórfica común para ambas unidades parece cierta, al menos a partir de F_2 , aunque, sin embargo, no hay datos objetivos para poder afirmar categóricamente lo mismo respecto a F_1 , ni por otro lado, que las posiciones estratigráficas relativas de los Gneises de La Albarrana y los Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar fueran las actuales. Ya hemos señalado la mayor deformación que presentan las bandas situadas en el contacto entre estas unidades, más acusada en el flanco SO de los Gneises, en donde precisamente se ha encontrado la

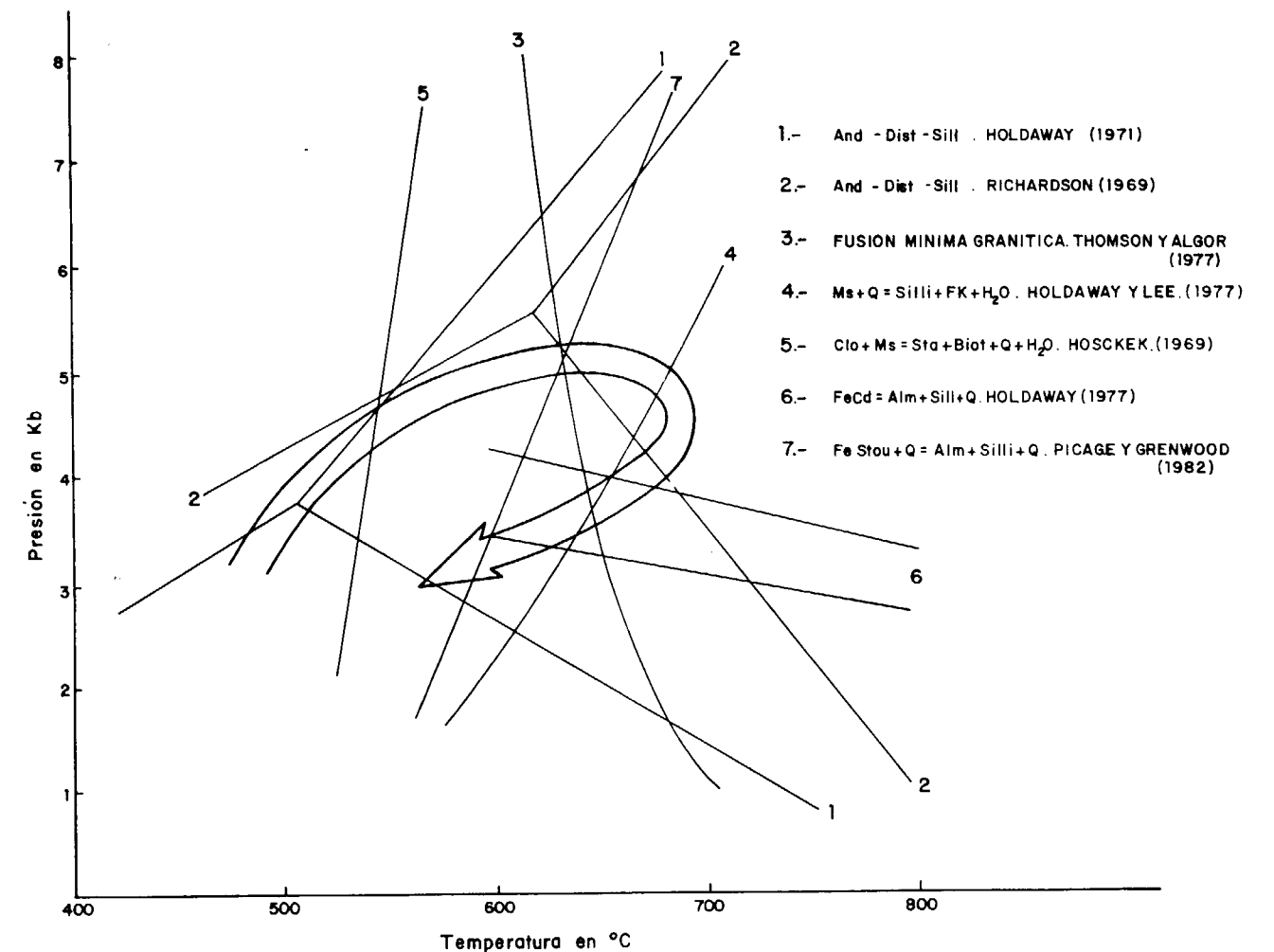
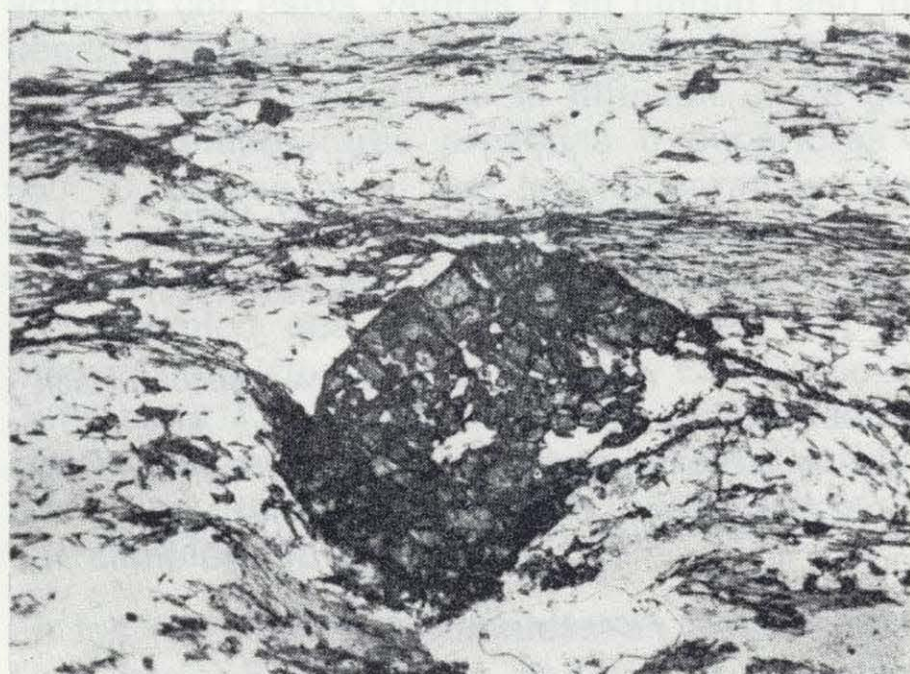


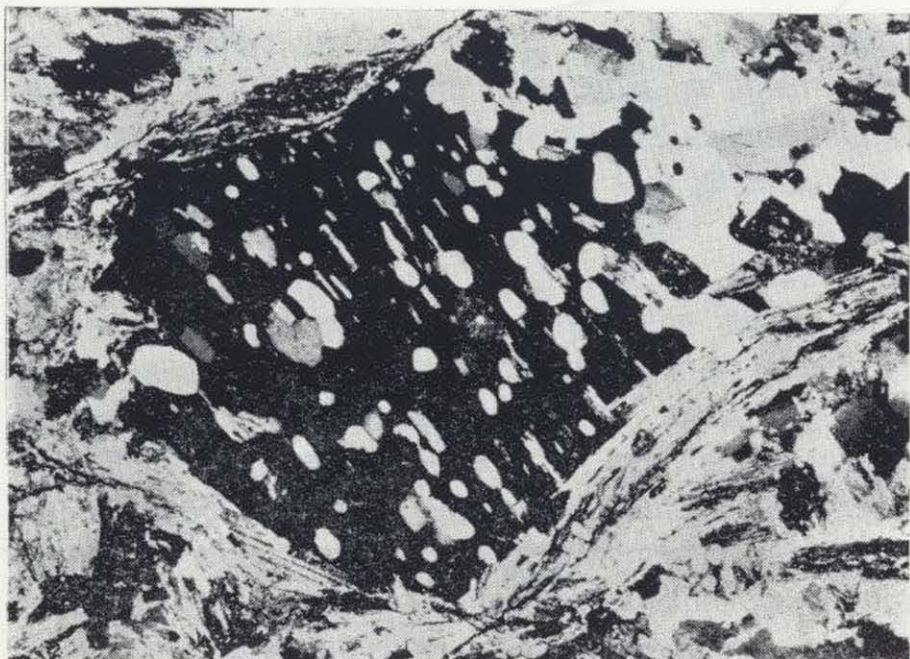
Figura 4.—Diagrama P/T de la evolución metamórfica del núcleo de Sierra Albarrana.



Fotografía 1.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Pliegues de F₂.



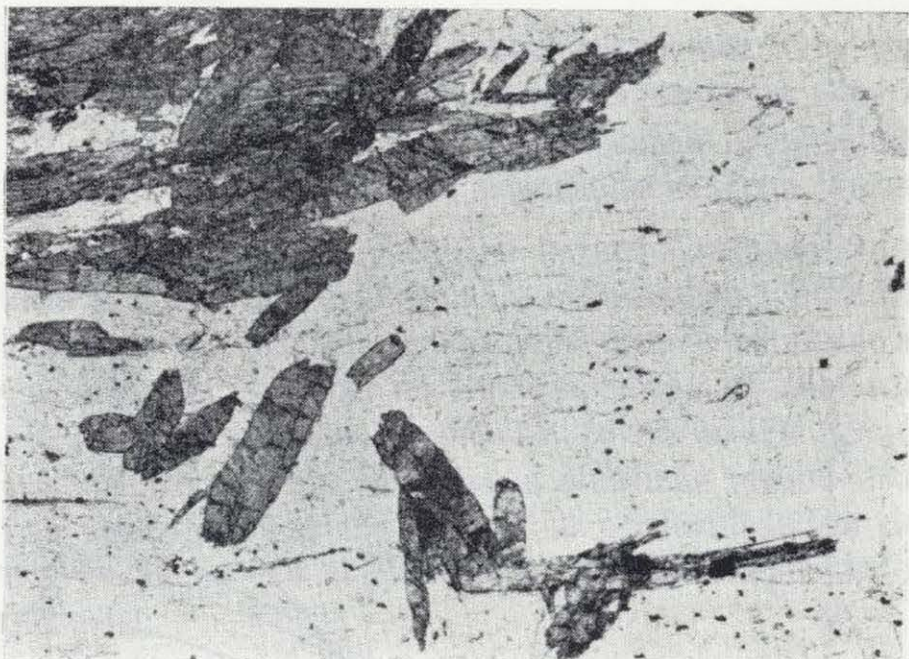
Fotografía 2.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Granate pre-F₂ deformado por F₂+F₃.



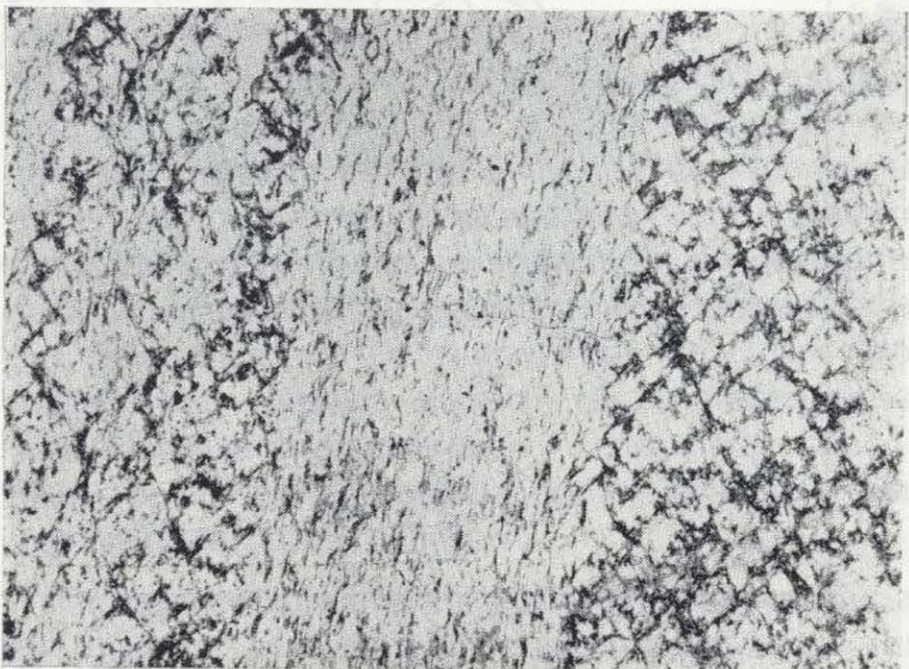
Fotografía 3.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Granate que incluye a S₁, girado durante F₂ y rodeado por S₂.



Fotografía 4.—Gneises de La Albarrana. Crecimientos de sillimanita sobre granate.



Fotografía 5.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Agregados de distena.



Fotografía 6.—Gneises de La Albarrana. Bandas de cizalla con abundante sillimanita entre dominios menos afectados con escasa sillimanita y abundante biotita.



Fotografía 7.—Gneis de La Albarrana. Diferenciados leucosomáticos constituidos por cuarzo y feldespatos, junto con algo de biotita.



Fotografía 8.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Andalucita quiastolítica pre- F_2 rodeada por S_2 ; obsérvese el crecimiento de sillimanita (más oscura y a un lado) sobre la cola de presión constituida por moscovita.

distena. La hipótesis de que al comienzo de F_2 se produjera algún cabalgamiento o falla inversa que acercara o hiciera deslizar entre sí a estas unidades no puede descartarse.

Por otra parte, los efectos del metamorfismo parecen indicar siempre un mayor grado relativo del mismo en los Gneises de La Albarrana; por ello la posibilidad de que el aumento del grado metamórfico durante F_2 pueda estar provocado por el apilamiento de una o varias unidades más calientes sobre el actual núcleo de Sierra Albarrana, produciendo un calentamiento inverso, no parece posible si se acepta el carácter anticlinal de la misma.

Con respecto a la edad del metamorfismo, cabe señalar que todavía no está totalmente establecida, aunque existen ya datos cronológicos disponibles (QUESADA, com. pers.), que sugieren una edad hercínica al menos para los últimos eventos metamórficos. Estos datos, junto con el carácter monocíclico que explica el metamorfismo de Sierra Albarrana, según hemos tenido ocasión de ver, inducen a descartar en principio la existencia de metamorfismos prehercínicos. GARCIA CASQUERO et al. (1988) obtienen edades hercínicas de metamorfismo (335-320 m.a.) por Rb-Sr y K-Ar en moscovitas pertenecientes a ultramilonitas del Grupo de Azuaga, conjunto litológico situado inmediatamente al norte del Dominio de Sierra Albarrana. Recientemente, DALMELLER y QUESADA (1989) y QUESADA et al. (in press.) han encontrado edades en torno a los 350 m.a. en moscovitas y anfíboles del propio Dominio de Sierra Albarrana, algunas de las cuales están determinadas en moscovitas pertenecientes tanto a las litologías del núcleo de Sierra Albarrana, como a sus pegmatitas. Esto confirma también lo que estableció GARROTE et al. (1980), y hemos visto a lo largo de este estudio, respecto a la vinculación de las pegmatitas de Sierra Albarrana con el metamorfismo.

AGRADECIMIENTOS

Muchas de las ideas aquí expuestas han surgido de discusiones mantenidas con nuestro compañero Ricardo Arenas, tanto en el campo como en los estudios de gabinete; además, le agradecemos la lectura del manuscrito.

Queremos también agradecer vivamente el apoyo de todo tipo y el estímulo que siempre nos han brindado nuestros compañeros Alfredo Hernández Pacheco y Soledad Fernández Santín.

Igualmente expresamos nuestro reconocimiento a Rafael Nuche del Rivero y a todo el personal de ENRESA, por las facilidades con que siempre hemos contado, tanto en Madrid como en las instalaciones de El Cabril, Córdoba.

REFERENCIAS

- ABALOS, B., et al. (1989): *Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz - Córdoba: nueva propuesta de subdivisión*. Geogaceta, 7 (in press.).
- APALATEGUI, O., et al. (1983): *División de Grupos de Rocas en Ossa-Morena Oriental*. V Reunión ZOM. Temas Geológicos y Mineros, pp. 73-80.
- APALATEGUI, O., et al. (1986): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 878. Azuaga*. Public. IGME.
- APALATEGUI, O., et al. (1986): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 879. Peñarroya-Pueblonuevo*. Public. IGME.
- BARD, J. P. (1971): *Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segmente hercynien sud-ibérique. Comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de les zones avec les roques «orthotectoniques»*. Bol. Geol. Min., t. 32-34, pp. 321-345.
- BASTIDA, F. et al. (1984): *Mapa geológico de España, Escala 1:200.000. Hoja núm. 1. La Coruña*. Public. IGME, pp. 155.
- BELL, T. H. et al. (1986): *Porphiroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development*. J. Metamorphic Geology, 4, pp. 37-67.
- BUDDINGTON, A. F., y LINDSEY, D. H. (1964): *Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalent*. Jour. Petrol., part. 2, pp. 310-357.
- CONTRERAS, M. C. et al. (1984): *Asociaciones minerales metamórficas con cloritoide en Sierra Albarrana (Córdoba)*. Cuad. Lab. Laxe, 8, pp. 221-234.
- CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. y Min., 85, pp. 713-717.
- CHACON, J. et al. (1980): *Sobre la existencia de metamorfismo regional hercínico en el Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Temas Geol. y Min., I Reunión sobre la Geología de Ossa-Morena, pp. 55-68.
- CHACON, J. (1982): *Las series precámbricas de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico Meridional)*. Rev. Acad. Cienc. E. F. y Nat. Curso de Conf. sobre el PICG, 2.ª parte, pp. 93-115.
- CHACON, J. (1983): *El límite entre las zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros*. Cuad. Xeol. Lab. Laxe, 3, pp. 163-181.
- CHACON, J. et al. (1983): *La estructura de la Zona de Ossa-Morena. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. Publ. IGME, t. I, pp. 490-504.
- DALLMEYER, R. D., y QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southwest Iberia)*. Terra, abstracts 1, p. 366.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga, Badajoz*. Bol. Geol. y Min., 82, pp. 277-286.
- DELGADO QUESADA, M. et al. (1977): *Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central*. Studia Geológica, 12, pp. 75-90.
- DYMEK, R. (1983): *Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland*. Amer. Min., 68, pp. 880-899.
- ENRESA (1986): *Estudio geológico de una zona de Sierra Albarrana*. Informe geológico no publicado. Madrid.
- EUGSTER, H. P. (1972): *The two-phase region and excess mixing properties of Paragonite-Muscovite crystalline solutions*. Jour. Petrol., 13, 1, pp. 147-179.
- FERRY, J. M., y SPEAR, F. S. (1978): *Experimental calibration of the partitioning of Fe y Mg between biotite and garnet*. Cont. Miner. Petrol., 66, pp. 113-117.
- FUHRMAN, M. L., y LINDSLEY, D. H. (1988): *Ternary feldspar modeling and thermometry*. Amer. Min., 73, pp. 201-215.
- GABALDON, V. et al. (1983): *Las cuencas de Valdeinfierno y Benajárfate (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (ZOM)*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 69, fasc. 2, pp. 209-218.
- GARCIA CASQUERO et al. (1988): *Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain*. Geologische Rundschau, 77/2, pp. 483-489.
- GARROTE, A. (1976): *Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (prov. de Córdoba). Sierra Morena Central*. Memorias e Noticias, publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 82, pp. 17-39.
- GARROTE, A., y BROUTIN, J. (1979): *Le bassin tournaisien de Benajárfate (province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques*. CIV Congr. Nat. Soc. Sav. Bourdeaux, p. 10.
- GARROTE, A. et al. (1980): *Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba). Sierra Morena*. Temas Geol. y Min. I Reunión sobre la geología de Ossa-Morena, pp. 145-165.
- GARROTE, A. et al. (inédito): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 900. La Cardencha*. IGME.
- GHENT, E. D. (1976): *Plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz: a potential geobarometer - geothermometer*. Amer. Min., 61, pp. 710-714.
- GHENT, E. D. (1988): *A Review of Chemical Zoning in eclogite garnets*. Smith, D. C. Eclogites and Eclogites facies rocks, pp. 207-236.
- GHENT, E. D. et al. (1979): *Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed cal-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia*. Amer. Miner., 64, pp. 874-885.
- GIL IBARGUCHI, I. et al. (1983): *La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. IGME, pp. 607-612.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1984): *El crisoberilo de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución*. I Congres. Esp. Geol., t. II, pp. 131-145.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (in press): *Minerales de berilio de Sierra Albarrana*. XI Congreso Soc. Esp. Min.
- GONZALEZ LODEIRO et al. (1982): *Mapa geológico de España, E. 1:200.000. Hoja núm. 8. Lugo*. Public. IGME.
- GREEN, N. L., y USDANSKY, S. I. (1986): *Toward a practical plagioclase - muscovite thermometer*. Amer. Min., 71, pp. 1109-1117.
- GUIDOTTI, C. V. et al. (1988): *Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schist of western Maine*. Amer. Jour. Sci., 288A, pp. 270-292.
- GUPTA, L. N., y JOHANNES, W. (1982): *Petrogenesis of a Stromatic Migmatite (Nelaung, Southern Norway)*. Jour. of Petrol., 23 (4), pp. 548-567.
- HASELTON, H. T. (Jr.) et al. (1983): *Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry*. Amer. Min., 68, 398-413.
- HODGES, K. V., y SPEAR, F. S. (1982): *Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire*. Amer. Miner., 67, pp. 1118-1134.
- HOINKES, G. (1986): *Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite*. Cont. Miner. Petrol., 92, pp. 393-399.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams*. Amer. Jour. of Sci., 271, pp. 97-131.
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M. (1977): *Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Cont. Miner., 63, pp. 175-198.
- HOLDAWAY, M. J. et al. (1988): *Devonian and Carboniferous metamorphism in West-Central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revised*. Amer. Min., 73, pp. 20-47.
- HOSCHEK, G. (1969): *The stability of Staurolite and Chloritoid and their significance in metamorphic of pelitic rocks*. Contrib. Miner. Petrol., 22, pp. 208-232.
- HSU, L. C. (1968): *Selected phase relationship in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria*. J. Petrol., 9, pp. 40-83.
- JULIVERT, M. et al. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000*. IGME.
- KERRIC, D. M. (1987): *Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland*. Amer. Miner., 72, pp. 240-254.
- KERRIC, D. M., y SPEAR, J. A. (1988): *The role minor element solid solution of the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids*. Amer. Jour. of Sci., 288, pp. 152-192.
- KERRIC, D. M., y WOODSWORTH, G. T. (1989): *Aluminium silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia*. Jour. Metam. Geol., 7, pp. 547-563.
- KOZIOL, A. M., y NEWTON, R. C. (1988): *Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz geobarometer*. Amer. Miner., 73, pp. 216-223.
- LONKER, S. W. (1981): *The P-T-X relations of the cordierite - garnet - sillimanite - quartz equilibrium*. Amer. J. Sci., 281, pp. 1056-1090.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der varisziden der Iberische Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, pp. 78-92. Traducido en pub. extr. geol. España, 5, pp. 149-166.
- MARTINEZ, F. J., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *El metamorfismo en el Macizo Ibérico. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. IGME, pp. 555-568.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo*. Tesis Universidad Salamanca, pp. 317.
- MARTINEZ, F. J., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *Metamorfismo en el Macizo Ibérico. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. IGME, pp. 555-569.
- MENHERT, K. R. (1968): *Migmatites*. Public. Elsevier, p. 362.
- MENHERT, K. R., y BUSH, W. (1982): *The initial stage of migmatite formation*. N. Jb. Miner. Abh., 145, 3, pp. 211-238.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Londres, p. 492.
- NAGGAR, M. H., y ATHERTON, M. P. (1970): *The composition and Metamorphism History of some Aluminium Silicate - bearing Rocks from the Aureoles of the Donegal Granites*. Jour. Petrol., 11, part 3, pp. 549-589.
- OLSEN, S. N. (1983): *A Quantitative Approach to Local mass Balance in Migmatites*. En: ATHERTON, M. P., y GRIBBLE, C. D.: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, pp. 201-233.

- ORTEGA et al. (1982): *Rocas metamórficas en las pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Bol. Geol. y Min., 93 pp., 436-445.
- PERCHUK, L. L., y LAVRENT'EVA, I. V. (1983): *Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite - garnet - biotite*. Saxena, S. K. Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, pp. 199-239.
- PICAGE, L. C., y GREENWOOD, H. J. (1982): *Internally consistent estimates of pressure and temperature; the staurolite problem*. Am. J. Sci., 282, pp. 943-969.
- POWNEBY, M. I. et al. (1987): *Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications*. Contr. Miner. Petrol., 97, pp. 116-126.
- QUESADA, C. et al. (1989): *Nuevas dataciones absolutas en la Zona Ossa-Morena: limitaciones que imponen a la evolución tectónica de la misma*. XI Reun. Lab. Xeol. Laxe.
- RICHARDSON, S. W. et al. (1969): *Experimental determination of the Kyanite-andalucite and the andalucite sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Amer. Jour. of Sci., 267, pp. 97-131.
- RUMBLE, D. III (1973): *Fe-Ti Oxide Minerals from Regionally Metamorphosed Quartzites of Western New Hampshire*. Cont. Min. Petrol., 42, pp. 181-195.
- SALJE, E. (1986): *Heat capacities and entropies of andalucite and sillimanite: the influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al_2SiO_5 polymorphs*. Amer. Miner., 71, pp. 1366-1371.
- SCHREYER, W. (1984): *High-magnesium staurolite in a sapphirine - garnet rock from the Limpopo Belt, Southern Africa*. Cont. Miner. Petrol., 86, pp. 200-207.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. Edit. Pergamon, p. 352.
- THOMPSON, A. B., y ALGOR, J. R. (1977): *Model Systems for Anatexis of Pelitic rocks*. Contrib. Miner. Petrol., 63, pp. 247-269.
- TRACY, R. J. (1982): *Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals*. Reviews in Mineralogy. Miner. Soc. Amer., vol. 10, pp. 355-394.
- VERNON, R. H. (1987): *Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites*. J. Met. Geol., 5, pp. 439-450.
- VERNON, R. H. et al. (1987): *Sillimanite and andalucite produced by base cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks*. J. Met. Geol., 5, 439-450.
- WHITNEY, J., y STORMER, C., Jr. (1977): *The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations*. Amer. Min., 62, pp. 687-691.
- WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, p. 346.

Original recibido: Marzo de 1990.

Original aceptado: Junio de 1990.